

IV

**Métodos de análisis y predicción aeronáutica  
para la zona próxima a la tropopausa**

Conferencia pronunciada en Madrid el día 21 de mayo de 1962

por

**D. RAFAEL CUBERO ROBLES**

Meteorólogo



# METODOS DE ANALISIS Y PREDICCION AERONAUTICA PARA LA ZONA PROXIMA A LA TROPOPAUSA

## Introducción.

El objeto de este artículo es exponer un procedimiento operativo para el análisis y predicción en la capa de la atmósfera comprendida entre las superficies isobáricas de 300 y 150 mb. (aproximadamente, entre 30.000 y 45.000 pies).

El interés de esta zona de la atmósfera se hace de día en día más grande, ya que en ella tienen lugar los vuelos de los aviones comerciales a reacción, que ya acaparan el tráfico aéreo en todas las rutas intercontinentales.

Se da el caso de que, entre estos dos niveles, el campo de viento y temperatura adopta características muy complejas, por alojarse entre ellos dos elementos de naturaleza discontinua y que, a su vez, tienen una máxima importancia en las operaciones de los aviones a reacción, a saber: *la tropopausa* y *la corriente del chorro*.

Mientras los aviones operaban por debajo del nivel de 300 mb. y a una altura-presión constante, el estudio del campo de viento y temperatura a diversas superficies isobáricas (700, 500, 400 mb.) era suficiente para las necesidades y la interpolación de los valores de cualquier variable entre estos niveles estaba plenamente justificada.

Similarmente, para definir la distribución de viento y temperatura en la capa 300-150 mb. se puede hacer el análisis y la predicción a los niveles de 300, 250, 200 y 150 mb. Pero la experiencia demuestra que—excepto quizá en las regiones tropicales y áreas de vientos relativamente flojos—surgen grandes dificultades, por ser muy difícil diferenciar la estructura del campo de los diferentes elementos en estos niveles tipos o, en otras palabras, que las topografías relativas entre estos niveles están mal definidas desde el punto de vista del análisis, presentan gran dificultad en mantener continuidad y, por consiguiente, no se prestan a una predic-

ción razonablemente exacta. Se llega a la conclusión de que no resulta práctico atacar el problema por medio del análisis y predicción de un número más o menos grande de niveles isobáricos tipos.

*La solución se ha encontrado con un método que se basa en la representación horizontal de la distribución vertical de temperatura y viento, con la introducción del mapa combinado de tropopausa y gradiente vertical del viento (TVWSC: del inglés Tropopause Vertical Wind Shear Chart) que, junto con el mapa de 300 mb., nos definen todos los valores de viento y temperatura en cualquier punto a cualquier nivel.*

Insistiremos en que lo que sigue es únicamente una técnica o procedimiento operativo o de aplicación, utilizando conceptos que son bien conocidos por los especialistas en Meteorología Aeronáutica y que han sido formulados o admitidos por meteorólogos de muchos países.

Tienen el principal valor de ser una recopilación de la experiencia recogida durante un período de años de servicio de los aviones de reacción comerciales sobre el Atlántico Norte.

Los Centros Meteorológicos de New York y del aeropuerto de Shannon (Irlanda), a ambos lados del Atlántico, han dedicado gran atención al problema que presenta no sólo el análisis y predicción de esta capa, sino la forma más adecuada de presentar los resultados de manera que sean de la máxima utilidad práctica para las compañías aéreas interesadas en utilizar las rutas y niveles de vuelo más favorables en cada ocasión.

Ha habido numerosos intercambios de información entre estos Centros, y aunque aún las técnicas utilizadas por ambos para el análisis y predicción varían en detalles, han unificado el sistema de presentación de los resultados comprendidos en una pareja de cartas previstas de tal manera que recientemente han podido repartirse el área de interés comprendida entre la costa del Pacífico y Europa Central y entre las latitudes 30° N y 70° N, quedando cada Centro Meteorológico encargado del estudio de una mitad de esta zona separadas por el meridiano 30° W, intercambiándose los resultados de forma que las cartas son yuxtaponibles.

A continuación haremos una descripción de los fundamentos generales en que se basa el método para luego explicar con más detalles las simplificaciones introducidas en lo que llamaremos el método irlandés, por haber sido desarrollado y adoptado, después de numerosas modificaciones, por los meteorólogos del aeropuerto de Shannon, donde el autor ha tenido la oportunidad de trabajar hasta fecha reciente.



## Problemas analíticos generales al estudio de la capa 300-150 mb.

### 1. Densidad de observaciones.

Las redes densas de observatorios de radiosondas están limitadas a cierta zona terrestre, como Estados Unidos y Europa Occidental, y en estas áreas la cantidad de datos es, en general, suficiente para hacer posible un detallado análisis de la tropopausa y corriente de chorro, con sus campos asociados de temperatura y viento, que asegure una razonable continuidad de una carta a la siguiente. Desgraciadamente, las áreas donde los datos son escasos son las más extensas, lo que origina que en estas regiones sea difícil o imposible localizar la tropopausa y conocer las características de la corriente de chorro. Solamente se dispone de esta información en puntos aislados (barcos meteorológicos, estaciones situadas en islas, datos de aviones) y, excepto haciendo uso de «modelos» físicos o estadísticos de estos elementos, es difícil hacer un análisis detallado partiendo de los datos de observación.

### 2. Identificación de la tropopausa.

En su sentido más puro, la tropopausa separa la estratosfera de la troposfera. Las dificultades que aparecen en su identificación son debidas a que los criterios que se utilizan para definirlos cuantitativamente son inadecuados. En la generalidad de los casos, estos criterios definen la tropopausa perfectamente, pero, desgraciadamente, los casos restantes se presentan con suficiente frecuencia y en áreas críticas del análisis (corriente del chorro, vaguadas frías troposféricas, etc.) para constituir un problema.

La discrepancia de la curva de temperatura de un sondeo determinado con la clásica inversión del gradiente de temperatura en la tropopausa adquiere formas diferentes. En ocasiones aparecen «tropopausas múltiples», que a veces se complican con intersecciones frontales en la alta troposfera. En otros casos, el gradiente de temperatura a todos los niveles es de tipo troposférico, con lo que apropiadamente se llama estratosfera fría.

Estos problemas de identificación están casi siempre relacionados con la tropopausa polar y ártica y sólo en raras ocasiones con la tropopausa tropical (excepto cuando existe el chorro subtropical).

Por otra parte, la distribución espacial y el «gradiente» de las isohipsas de la tropopausa, trazadas sobre un plano horizontal, representa un desafío para el analista en las áreas de pocos datos. Como veremos más adelante, por medio de los métodos indirectos se puede llegar a cierta exactitud en el trazado de la topografía de la tropopausa.

Se introducen más dificultades, también, por los métodos de cifrar los datos de temperatura del radiosonda por encima de los 300 mb., que, si bien están justificados considerando la inherente falta de exactitud de las observaciones de temperaturas a estas alturas, pueden causar omisiones de puntos que pueden ser importantes para la determinación de la tropopausa.

### 3. Nivel de viento máximo.

El problema de la determinación del nivel y magnitud del viento máximo es también difícil y viene agravado, naturalmente, en las regiones de pocos datos. Las causas que mencionamos para la tropopausa son también válidas en este caso, además de que existen efectos de aceleraciones de poca duración y efectos de fricción que son imposible de ser traducidos a una escala sinóptica.

### Limitación de la exactitud de las observaciones y predicciones.

El error de las observaciones de viento a la altura de la capa 300-150 mb. en el intervalo 80-100 Kts. o superiores, es del orden de magnitud  $\pm 10/20$  Kts. y unos  $10^\circ$  en la dirección.

La exactitud de las predicciones de viento es aproximadamente la misma.

El error de las temperaturas medidas por el radiosonda a niveles superiores a los 300 mb. es del orden de magnitud de  $\pm 2^\circ$  C., mientras que el orden de magnitud de la exactitud de la predicción de temperatura es de  $\pm 4^\circ$  C.

La exactitud de las observaciones de presión a estos niveles es del orden de magnitud  $\pm 5/10$  mb., es decir, unos 500/1.000 pies.

La distribución espacial de las observaciones sobre áreas oceánicas y algunas áreas terrestres es tal que los errores de análisis de viento y temperatura son del mismo orden de magnitud que los arriba mencionados.

### Suposiciones o simplificaciones en que se basa el método.

En vista de los mencionados problemas analíticos y limitación de la exactitud de las observaciones, será justificable hacer una serie de suposiciones en cuanto a la estructura vertical en las proximidades de la tropopausa, al objeto de simplificar su estudio y aproximarnos a un cierto «modelo» para uso operativo.

1. En primer lugar, suponemos que el gradiente horizontal de temperatura en la troposfera al nivel de los 300 mb. es conservativo para niveles inferiores hasta el nivel de la tropopausa y análo-

gamente en la estratosfera al nivel de los 200 mb. para niveles inferiores hasta el nivel de la tropopausa, es decir, que dentro de la troposfera el campo de temperaturas a cualquier nivel isobárico por encima de los 300 mb. tendrá la misma forma, aunque el valor de las isotermas sea diferente, naturalmente, y lo mismo podremos decir del campo de temperaturas estratosféricas. Esto conduce a:

a) Suposición respecto a la temperatura troposférica.

Lo anterior implica que el gradiente vertical de temperatura de la troposfera superior, por encima de los 300 mb., es aproximadamente conservativo con respecto a su distribución espacial. Excepto en el caso de marcadas inversiones de tipo frontal, la experiencia muestra que, *sobre áreas limitadas*, esta suposición es operacionalmente válida. Esta suposición implica también que, una vez propiamente delineado el campo de temperaturas a los 300 mb. dentro de la troposfera, se pueden numerar las isotermas en unidades de espesor y así nos describiría el gradiente vertical de la velocidad del viento para esta capa por encima de los 300 mb.

b) Suposición respecto a la temperatura estratosférica.

Aquí se implica que, delineando propiamente el campo de temperaturas estratosféricas a 200 mb., éste nos describiría la distribución vertical del gradiente de velocidad de viento en la estratosfera.

Ahora bien, es cierto que los gradientes estratosféricos tienen una variación mayor, tanto en tiempo como en espacio, que los gradientes troposféricos. Por consiguiente, la suposición aquí no es tan buena como la correspondiente a la troposfera. Sin embargo, los procedimientos analíticos que veremos más adelante tienen en cuenta este error y se hacen las correcciones oportunas.

2. Suposiciones respecto a la tropopausa.

Admitiremos que la tropopausa polar forma una superficie inclinada continua y, por consiguiente, no se consideran las «fallas» (breaks) de la tropopausa.

La tropopausa tropical constituye una excepción que trataremos separadamente. La distribución espacial de las observaciones en regiones de pocos datos es tal que impide un análisis y pronóstico de este fenómeno de la «falla» de la tropopausa. Además, la importancia operacional del fenómeno es limitada y ciertamente cuestionable.

3. Suposición referente a la inter-relación de la tropopausa y el nivel de viento máximo.

Dejando aparte el caso de la tropopausa tropical y el chorro subtropical, que se tratarán separadamente, supondremos también —ya que el nivel de viento máximo y la tropopausa polar están muy próximos entre sí, dentro de los límites anteriormente establecidos— que se pueden considerar como coincidentes. Esto implica que la topografía de la tropopausa y el análisis de altitudes de viento máximo son similares y se deben complementar entre sí: En aquellos puntos donde falten datos de viento en las proximidades de la corriente del chorro deberá usarse el nivel de la tropopausa para fijar el nivel de viento máximo y viceversa.

Suponiendo balance de gradiente de viento, el nivel de viento máximo indicará un cambio de signo del gradiente horizontal de temperatura. La tropopausa también viene caracterizada por indicar un cambio del gradiente horizontal de temperatura en sentido vertical y de aquí que exista esta relación íntima entre ella y el nivel de viento máximo.

Dentro de las anteriormente mencionadas limitaciones, estas suposiciones operacionales están ciertamente dentro de los límites de observación, análisis y prognosis. Nótese, por ejemplo, que si al analizar o predecir el nivel de viento máximo o la altura de la tropopausa, se comete un error de 2° ó 3° de latitud, esto equivaldría a varios miles de pies de elevación. Hay que reconocer, ciertamente, que los errores de predicción en tiempo y espacio pueden alcanzar este orden de magnitud y, en tal caso, es evidente que la validez operacional de la suposición será razonable.

#### 4. Dirección del viento en la capa 300-150 mb.

Por último suponemos que la dirección del viento en la capa 300-150 mb. es constante. Es interesante saber en qué grado se sacrifica la exactitud al introducir esta simplificación. Se han hecho estudios estadísticos (Three Dimensional Analysis of the Jet Stream Though Shear Charts., by Karl R. Johannssen, Hdgt., AWS. Washington, D. C., Dec. 1956) que indican que vientos de más de 60 Kts. no se desvían más de 10° en un 83 por 100 de los casos, y para vientos en exceso de 100 Kts., el tanto por ciento aumenta a 92 por 100 para vientos en esta capa. En el caso de vientos relativamente flojos es cuando la desviación es mayor, pero éstos no serán críticos en este tipo de operaciones; por consiguiente, resumiendo: La tropopausa y el nivel de viento máximo se suponen coincidentes. Además, el gradiente vertical medio de velocidad de viento estratosférico (MVSS) y el gradiente vertical medio de velocidad de viento troposférico (MVTs) implicarán también, respectivamente, el gradiente por encima y por debajo del viento má-

ximo. El gradiente vertical medio de velocidad de viento es la media aritmética de los dos.

### Consideraciones matemáticas.

1. Relación del campo de temperaturas isobáricas y el gradiente vertical de viento.

Indicando el subíndice 0 la superficie isobárica en la que se realiza el análisis de temperatura, y con el subíndice 1 otra superficie isobárica, y siendo  $\Delta H$  la distancia vertical entre estas superficies, tendremos, escogiendo el eje X a lo largo de las isotermas y el eje Y perpendicular a ellas:

Viento térmico:

$$\Delta V = V_1 - V_0 = \frac{g}{\lambda} \cdot \frac{1}{T_M} \cdot \frac{\partial T_M}{\partial y} \Delta H$$

donde

$$\lambda = 2 \omega \sin \varphi$$

Ahora bien, teniendo en cuenta la simplificación establecida de que el gradiente horizontal de temperatura se conserva con la altura:

$$\frac{\partial T_M}{\partial y} = \frac{\partial T_0}{\partial y} = \frac{\partial T_1}{\partial y}$$

y podemos escribir:

$$\Delta V = \frac{g}{\lambda} \cdot \frac{1}{T_M} \cdot \frac{\partial T_0}{\partial y} \Delta H \quad [1]$$

que nos da el valor del gradiente vertical del viento en función del gradiente de temperatura sobre la superficie isobárica.

Esta ecuación nos permitirá construir una escala semejante a la del viento geostrófico que nos dé la separación de las isotermas trazadas de 5° en 5° C. en términos del gradiente vertical de viento en Kts./1.000 pies.

Es evidente que tal escala sólo sería válida para un determinado valor de  $T_M$ , pero teniendo en cuenta la zona en que va a ser empleada, si la construimos para el valor  $T = 55^\circ \text{ C.}$ , sólo introducirá un error del 10 por 100 en el intervalo entre  $-35^\circ \text{ C.}$  y  $-75^\circ \text{ C.}$

## 2. Cálculo de la inclinación de la tropopausa.

La diferencial total de la temperatura en la tropopausa y estratosfera se puede expresar, respectivamente:

$$dT_T = \left( \frac{\partial T_T}{\partial x} \right) dx + \left( \frac{\partial T_T}{\partial y} \right) dy + \left( \frac{\partial T_T}{\partial z} \right) dz$$

$$dT_s = \left( \frac{\partial T_s}{\partial x} \right) dx + \left( \frac{\partial T_s}{\partial y} \right) dy + \left( \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) dz$$

Restando:

$$d(T_T - T_s) = \left( \frac{\partial T_T}{\partial x} - \frac{\partial T_s}{\partial x} \right) dx + \left( \frac{\partial T_T}{\partial y} - \frac{\partial T_s}{\partial y} \right) dy + \left( \frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) dz$$

En la tropopausa, la discontinuidad del gradiente de temperatura es de primer orden, pero la temperatura en sí es continua, luego:

$$d(T_T - T_s) = 0.$$

Además, escogiendo un sistema coordenado tal que el eje X es paralelo a la tropopausa y el eje Y perpendicular a ella y positivo hacia el polo Norte, se tendrá que:

$$\frac{\partial T_T}{\partial x} - \frac{\partial T_s}{\partial x} = 0$$

y, por consiguiente:

$$\left( \frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) dz = - \left( \frac{\partial T_T}{\partial y} - \frac{\partial T_s}{\partial y} \right) dy$$

o bien:

$$\frac{\frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z}}{\frac{\partial T_T}{\partial y} - \frac{\partial T_s}{\partial y}} = - \frac{\frac{\partial T_T}{\partial y} - \frac{\partial T_s}{\partial y}}{\frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z}} \quad [2]$$

Ahora bien, la ecuación [1] aplicada a una capa en la troposfera o en la estratosfera nos dará:

$$\Delta V_T = \frac{g}{\lambda} \frac{1}{T_M} \frac{\partial T_T}{\partial y} \Delta h \quad \Delta V_s = \frac{g}{\lambda} \frac{1}{T_M} \frac{\partial T_s}{\partial y} \Delta h$$

ya que entonces:

$$\left( \frac{\partial T_m}{\partial y} \right)_T = \frac{\partial T_T}{\partial y}; \quad \left( \frac{\partial T_m}{\partial y} \right)_S = \frac{\partial T_s}{\partial y},$$

teniendo en cuenta las anteriores suposiciones.

Haciendo:

$$\frac{1}{K} = \frac{g}{\lambda} \frac{1}{T_M}$$

obtendremos:

$$\frac{\partial T_T}{\partial y} = K \frac{\Delta V_T}{\Delta h}; \quad \frac{\partial T_s}{\partial y} = K \frac{\Delta V_s}{\Delta h}$$

que, llevadas a la ecuación [2], nos darán:

$$\frac{\partial z}{\partial y} = -K \frac{\frac{\Delta V_T}{\Delta h}}{\frac{\partial T_T}{\partial z}} - \frac{\Delta V_s}{\Delta h} \frac{1}{\frac{\partial T_s}{\partial z}} \quad [3]$$

que nos dará la inclinación de la tropopausa en función del gradiente vertical medio de velocidad de viento y del gradiente vertical medio de temperatura troposférica y estratosférica.

La tabla (I) da las variaciones de K con la latitud.

TABLA I

LATITUD	K
30 N	$9 \times 10^{-4}$
40 N	$12 \times 10^{-4}$
50 N	$15 \times 10^{-4}$
60 N	$17 \times 10^{-4}$
70 N	$18 \times 10^{-4}$

Hay evidentes errores y limitaciones en el uso de esta ecuación. Además de los errores inherentes a la ecuación del viento geostrófico, está la limitación:

$$\frac{\partial T_T}{\partial x} - \frac{\partial T_s}{\partial x} = 0$$

que, si bien es válida para distancias infinitesimales de la tropopausa, será menos cierta a medida que nos separamos de ella.

Puesto que en la práctica deberemos usar valores finitos, los erro-

res de aplicación se reducirán midiendo los parámetros lo más cerca posible de la tropopausa. Se debe también tener cuidado en no hacer la medida a una escala tan pequeña que se introduzcan errores de medida aún más grandes. Se sugieren las siguientes reglas:

1. La medida de los gradientes de temperatura troposférica y estratosférica, así como los gradientes verticales de viento, deben limitarse a un valor medio de 3.000 pies por encima y por debajo de la tropopausa.

2. Aplicar la fórmula solamente cuando la separación entre la tropopausa y el nivel de viento máximo es menor de 3.000 pies.

Examinando la ecuación [3] vemos que tanto el numerador como el denominador serán siempre positivos, aunque hay dos excepciones en lo que respecta al numerador: una, cuando el gradiente de viento es nulo en la troposfera y en la estratosfera, y otra, en el caso de que el gradiente estratosférico de viento sea del mismo signo y magnitud igual o superior al gradiente troposférico. En estos casos, la ecuación no será aplicable.

Aplicación de la ecuación.

En la aplicación de esta ecuación convendremos en que el aumento de viento con la altura y la disminución de la temperatura con la altura se consideran variaciones positivas y viceversa.

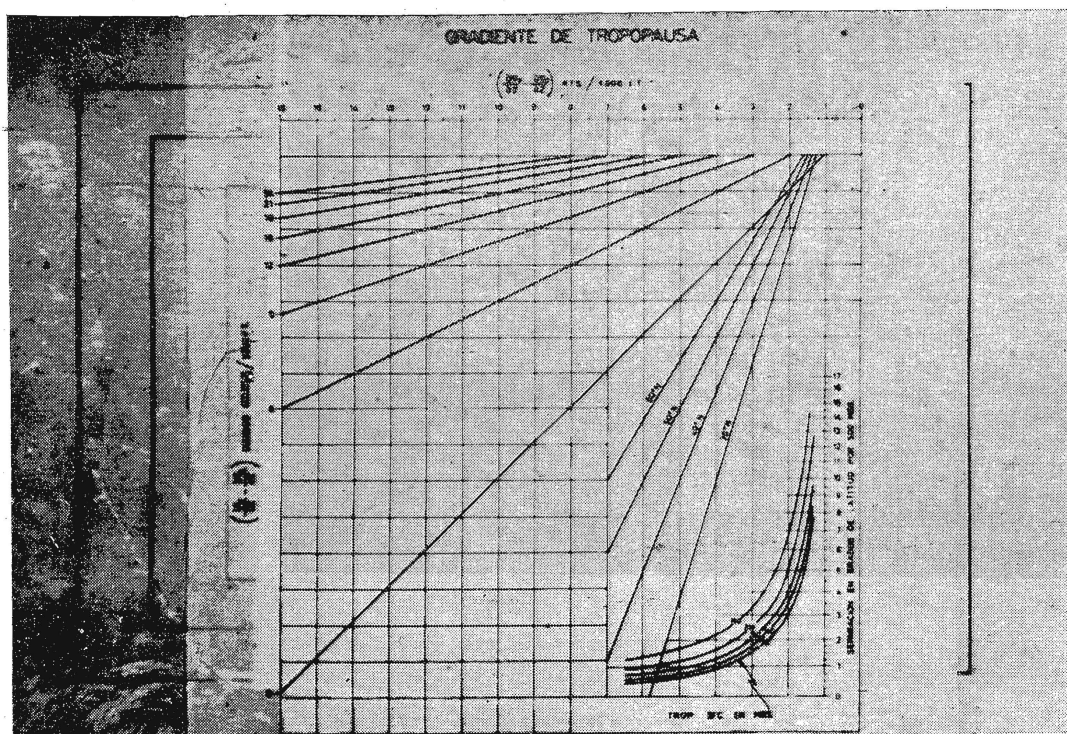


Gráfico II.



A fin de obtener resultados razonables, es natural que la medida de los diferentes parámetros la hagamos donde existan datos de observación. Esto nos limitará los cálculos a los puntos donde se hagan observaciones con radiosondas, y los resultados se usarán posteriormente para ayudarnos en la representación espacial.

El gráfico (II) es la resolución gráfica de la ecuación [3]. Las líneas inclinadas de la parte superior izquierda son la solución de:

$$\frac{\partial V_T}{\partial z} - \frac{\partial V_s}{\partial z} = \frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z}$$

y las líneas inclinadas de la parte derecha representan una solución de la constante K en función de la latitud, mientras que las curvas en la parte inferior derecha indican las alturas de la tropopausa.

Ejemplo:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_T}{\partial z} &= 2 \text{ Kts/1.000 FT} ; \quad \frac{\partial V_s}{\partial z} = -5 \text{ Kts/1.000 FT} ; \quad \frac{\partial V_T}{\partial z} - \frac{\partial V_s}{\partial z} = \\ &= 7 \text{ Kts/1.000 FT} \\ \frac{\partial T_T}{\partial z} &= 8^\circ \text{ C/3.000 FT} ; \quad \frac{\partial T_s}{\partial z} = -2^\circ \text{ C/3.000 FT} ; \quad \frac{\partial T_T}{\partial z} - \frac{\partial T_s}{\partial z} = \\ &= 10^\circ \text{ C/3.000 FT.} \end{aligned}$$

Entraremos en el diagrama con los valores anteriores. Desde el punto de intersección de las correspondientes líneas se traza una recta horizontal hasta la latitud correspondiente, y a partir de esta intersección, una perpendicular hasta la intersección con la correspondiente altura de tropopausa (en mb.). A la derecha de este punto leeremos la inclinación de la tropopausa dada en grados de latitud por 50 mb.

Pasamos a continuación al estudio de las diferentes etapas del análisis y la predicción.

### Análisis.

#### Análisis de elementos.

No es posible realizar una buena predicción si no se parte de un buen análisis. Esto es algo elemental que con frecuencia se olvida. Es, por consiguiente, fundamental realizar un análisis detallado y cuidadoso teniendo en cuenta la interdependencia y correlaciones de las diferentes variables que se analizan.

Los meteorólogos están bien familiarizados con las técnicas analíticas empleando lo que los americanos llaman el «synoptic smooting», que nosotros podemos calificar de «método de aproximación sinóptica» en superficies isobáricas constantes. Se reconoce que las observaciones de viento están sujetas a ciertos errores y que, además, existen efectos de aceleraciones y fricciones en el campo de vientos que no son fáciles de tenerse en cuenta al analizar el gradiente vertical del viento, por lo que este método de «aproximación sinóptica», aplicado al perfil vertical del viento, es una práctica aceptada. Este concepto de «rectificación» del perfil vertical del viento ha sido objeto de muchas investigaciones y aún no es ampliamente aplicado en la práctica operacional de los centros meteorológicos. Sin embargo, estudios realizados en diferentes países indican que el presente estado de las observaciones de viento de la alta atmósfera en las proximidades de la corriente del chorro es tal, que errores inherentes del orden de magnitud de  $\pm 20$  Kts. no son raros, como anteriormente se ha indicado; en estas circunstancias, la «rectificación» del perfil vertical del viento aparece justificada.

#### 1. Rectificación del perfil del viento.

Examinando perfiles de viento se descubre la presencia de considerables fluctuaciones, en la vertical, de los valores absolutos de la velocidad del viento. No es siempre posible determinar si estas fluctuaciones son debidas a errores en las observaciones o el resultado de remolinos de circulación de pequeña escala o componentes de aceleración o de fricción, que no son representativas del flujo medio.

En general, estas fluctuaciones erráticas del perfil vertical del viento, no son continuas en tiempo o en espacio. Estos sistemas, a pequeña escala, cuando existen, encontrarán dificultad en mantenerse en la atmósfera, por lo que si el analista pretende tenerlas en cuenta, tropezará con grandes dificultades para mantener la continuidad de carta a carta y, aún más para predecirlas con un cierto grado de exactitud. Por consiguiente, se llega a la conclusión de que la eliminación de estas características o irregularidades por medio de las técnicas de «rectificación» están plenamente justificadas en el análisis del gradiente vertical de viento.

En la práctica se escogen una serie de estaciones que llamaremos «estaciones seleccionadas», de tal forma que estén regularmente distribuidas sobre la superficie a analizar. Incluiremos, entre ellas, todos los barcos meteorológicos y estaciones insulares, y de entre las estaciones continentales seleccionaremos las más convenientes por su

posición y aquéllas que nos merezcan más confianza por la regularidad y exactitud de sus observaciones.

Para cada una de ellas se transcribirá en un gráfico apropiado (fig. 1), las velocidades de viento desde aproximadamente 500 mb.

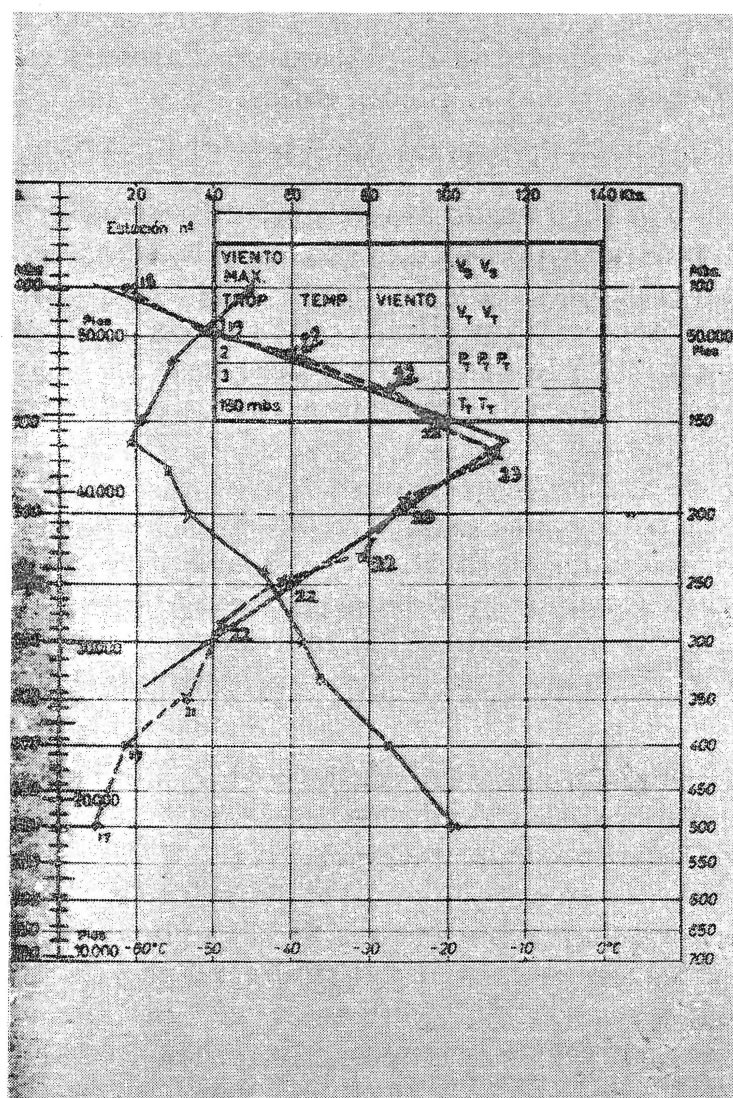


Fig. 1.

hasta los 100 mb. para todos los niveles en que éste viene cifrado, con arreglo a la escala de velocidades de viento que figura en la parte superior del gráfico. La dirección del viento se transcribirá también en decenas de grado junto a los correspondientes puntos. Luego se calcula el perfil de viento medio usando el método de igualdad de áreas sustituyendo el perfil real por líneas rectas. Esto nos dará un nivel y un valor para el viento máximo, que normalmente no coincidirá con el viento cifrado en el parte. Luego, por medio de una

escala apropiada trazada sobre un transparente, se calculará la pendiente de estos perfiles «rectificados», que serán los gradientes medios de la velocidad vertical del viento por encima y por debajo del viento máximo expresados en Kts/1.000 pies o gradiente vertical del viento en la troposfera y en la estratosfera. Estos valores se entran en las casillas correspondientes del gráfico. Los valores inferiores a  $\pm 1$  Kt/1.000 pies, se consideran de naturaleza barotrópica y, por consiguiente, se tratan como si fueran nulos.

## 2. Análisis del nivel de viento máximo y altura de la tropopausa.

En el mismo gráfico usado anteriormente, se transcribirá también el perfil de temperatura por cada estación seleccionada, utilizando la escala de temperaturas que figuren en el margen inferior. Se transcribirán todas las temperaturas cifradas, tanto a los niveles tipo como en los puntos notables. Además, la altura **cifrada** de la tropopausa o tropopausas y sus correspondientes temperaturas se anotarán en el casillero correspondiente.

El modelo sugerido, en el que el nivel de viento máximo y la elevación de la tropopausa están considerados como muy próximos, ha causado dificultades en muchos casos cuando se aplica a los datos reales de viento y tropopausa dados por el radiosonda.

La experiencia y el análisis de muchas situaciones ha indicado que estas discrepancias pueden ser clasificadas en tres categorías principales:

1.<sup>a</sup> Situaciones donde el nivel del viento máximo está muy por debajo de la tropopausa y está, generalmente, asociado con el chorro subtropical y la tropopausa tropical.

2.<sup>a</sup> Situaciones en las que el nivel del viento máximo está varios miles de pies por debajo o por encima de la tropopausa y está, generalmente, asociado con el chorro del frente polar y la tropopausa de latitudes medias.

3.<sup>a</sup> Situaciones donde la tropopausa viene cifrada a un nivel muy bajo (entre 500 y 400 mb.) y el viento máximo está **por encima** de esta tropopausa. Esto ocurre muy frecuentemente en profundas vaguadas en altura donde las zonas frontales se extienden hasta las capas altas de la troposfera.

Las principales dificultades en evaluar correctamente la información de este nivel tropopausa-viento máximo, son debidas a datos insuficientes, a que el criterio usado para determinar la tropopausa donde se usa sólo la temperatura y se ignoran los datos de viento, es inadecuado, a inexperiencia en el manejo de los datos por parte del analista y, por último, a la imperfección intrínseca del modelo.

Teniendo en cuenta las mencionadas limitaciones de la exactitud

de las observaciones, se sugieren las siguientes soluciones para las situaciones arriba indicadas:

En las situaciones del tipo primero predominan dos casos: En el primer caso no hay duda de que el nivel de viento máximo está completamente divorciado del de la tropopausa (diferencias de 10.000 a 12.000 pies). Este caso se tratará separadamente en relación con el chorro subtropical. El segundo caso es aquel en que la estabilización del gradiente de temperatura ocurre por debajo del valor cifrado de la tropopausa. Esta estabilización coincide con el nivel de viento máximo. En muchos casos, esta estabilización baja puede hacerse bastante fuerte doce horas más tarde para que ya satisfaga el criterio actual para definir la tropopausa, y entonces es cifrada como tal, mientras que la tropopausa cifrada anteriormente está todavía claramente en evidencia. Al mismo tiempo, el nivel de viento máximo ha cambiado muy poco en ese intervalo de tiempo. Esta oscilación vertical del nivel de la tropopausa con el tiempo, mientras que el nivel del viento máximo permanece casi constante, tiene poco sentido meteorológico. Por consiguiente, en los casos en que hay un nivel definido de un viento máximo por debajo de la tropopausa cifrada, el perfil de la curva de temperatura se deberá investigar en busca de una posible estabilización más baja de la temperatura que coincida con el nivel del viento máximo y pueda ser identificada y analizada como la verdadera tropopausa.

El tipo I de la figura 2 es un caso tipo de esta categoría: La línea de puntos es la curva de temperaturas doce horas antes o después y representa criterio suficiente para que la tropopausa sea trasladada a 40.000 pies. Otras características del perfil de viento y temperatura no han cambiado.

Las situaciones del tipo segundo son las que se presentan con más frecuencia: Tanto la tropopausa como el nivel de viento máximo pueden ser ajustados, dentro de los límites de los errores de observación, para hacerlos coincidir con el modelo. En la mayoría de los casos, esto se consigue más fácilmente observando el nivel de la tropopausa y tratando de que el perfil «rectificado» de velocidad de viento nos dé el viento máximo al, o ligeramente por debajo del, nivel de la tropopausa. Normalmente, esto se puede hacer con facilidad cuando se tiene en consideración que la exactitud de las observaciones de viento a niveles altos y velocidades grandes deja mucho que desear. Como ya hemos mencionado, es difícil establecer la exactitud de las observaciones de estos vientos. Por tanto, cuando se ajuste el perfil real del viento para llevar el nivel del viento máximo a coincidir con el modelo, este orden de mag-

nitud del error de observación puede ser usado con liberalidad. La exactitud del elemento de presión del radiosonda a los niveles de la tropopausa puede llegar a ser, como hemos visto, de  $\pm 10$  mb., equivalentes aproximadamente  $\pm 1.000$  pies. Este error probable deberá también tenerse en cuenta al ajustar el nivel de la tropopausa para contribuir a la similitud con el modelo y al trazar las isohipsas de altura de la tropopausa para conseguir una configuración «rectificada» del campo que puede seguirse por continuidad en el tiempo. El tipo II de la figura 2 ilustra la categoría 2.<sup>a</sup> y la manera en que debe resolverse. Nótese que el perfil «rectificado» del viento se ha trazado de forma que indique un viento máximo al nivel de la tropopausa, aunque el viento más alto cifrado está por encima del nivel de la tropopausa.

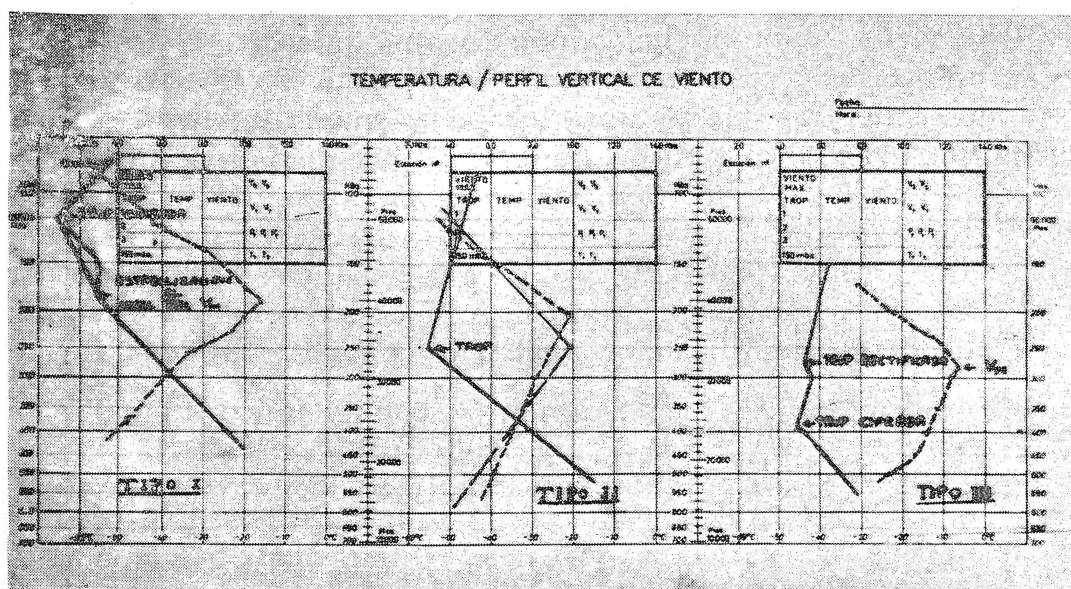


Fig. 2.

La situación del tipo III de la figura 2 puede resolverse a menudo cuando se recuerda que la definición internacional de tropopausa está todavía basada solamente en características de temperatura. Según esto, es fácil confundir inversiones a altos niveles troposféricos con la tropopausa verdadera. En general, es posible distinguir entre la tropopausa verdadera y zonas estables troposféricas a niveles altos (generalmente, zonas frontales), considerando las características del gradiente de viento a través de estas zonas estables: Si la velocidad del viento aumenta francamente a través de la zona estable, ésta debería ser identificada como de tipo frontal y no como la tropopausa. Por esta razón es necesario investigar todos los valores cifrados de altura de tropopausa en las proximidades o por de-